

モンゴル国ヘルレン川流域の 土壌熱伝導特性に関する研究

環境システム工学課程
水文気象研究室 只石 豪太
指導教員 教授 陸 旻皎

1. はじめに

現在、モンゴルや中国北東部を中心とするアジア北東部は、比較的狭い範囲において、湿潤域が乾燥域へと変化しており、それに伴った森林-草原-砂漠という地表面の明確な植生の変遷域(エコトーン)が形成されている。

モンゴルのような放牧地で問題となるのが過放牧である。過放牧地における砂漠化防止の対策として、□土地資源の把握、□放牧体系の構築、□農民への啓蒙、□フォローアップという4つのステップによる研究と、啓蒙活動が必要であるとしている(Novikoff, 1983)。また、過放牧による影響は土地ごとに異なるので、個々の立地ごとに最適な管理手法を検討していく必要がある(Takeuchi et al., 1995)。

以上のようなことから、本研究では、モンゴル国ヘルレン川流域を研究対象地域として、KherlenBayan-Ulaan(以後 KBU)における熱土壌特性の推定を行なった。

2. 使用データ

今回、モンゴル国ヘルレン川流域におけるKBUの土壌特性の推定を行なうに当たって、研究課題名「北東アジア植生変遷域の水循環と生物・大気圏の相互作用の解明」といい、英語名の頭文字からRAISE(レイズ)と称されている研究プロジェクトのデータの一部(温度・土壌含水率)を用いている。固相率には(Asano, 2007)、実測値として制動深さから求めた熱伝導率には(村上, 2008)のものを用いた。データ期間としては、2003年3月24日17:30から2005年3月23日17:00までの2年分を用いた。



図1 モンゴル国 KherlenBayan-Ulaan

3. 手法

3.1 深さと時間による温度変化

時間や深さにともなう温度の変動を求めるためには、以下に示す連続方程式を解く必要がある。

$$\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} \quad (1)$$

$\rho_s c_s$ は土壌の体積の熱容量、 G は地中熱フラックス密度である。この連続方程式を解くことで以下の熱輸送式が得られる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2)$$

κ は熱拡散率であり以下で表される。

$$\kappa = \frac{k}{\rho_s c_s} \quad (3)$$

式2から、土壌が無限に深く、一様の熱的特性をもち、地表面温度が正弦曲線的に変動すると仮定すると、式(4)のように温度は任意の深さ、時間における関数で表される。

$$T(z, t) = T_{ave} + A(0) \exp(-z/D) \sin[\omega(t - 8) - z/D] \quad (4)$$

T_{ave} は日平均地表面温度、 ω は日角振動数 ($7.3 \times 10^{-5} [s^{-1}]$)、 D は制動深さと呼ばれる。“-8”は正弦関数内の位相を調整し、 $t=8$ のときに正弦関数内の括弧内が地表面 ($z=0$) でゼロになる。ある特定の深さにおける地温日変化の振幅だけを求めたい場合も多く、そのとき正弦関数は-1 から+1 の間の値をとるので、式5から地温日変化の振幅を次のように表す。

$$A(z) = A_{ave} + A(0) \exp(-z/D) \quad (5)$$

振幅は、マイナスの値をとらないためプラスで表現できる。

D は制動深さを表し、次式から求められる。

$$D = \sqrt{\frac{2\kappa}{\omega}} \quad (6)$$

制動深さは、温度の変動が到達する地中の深さについて有用な情報を与える。たとえ、地表面温度が正弦曲線的に変動しない場合でも、日周期や年周期の温度変化がどの程度の深さまで到達するかについてのよい指標となる。制動深さの地温の振幅が、地表面温度の振幅の $1/e$ (約 0.37) 倍に減衰する深さに相当することを示す。式6から熱拡散率を求めた。制動深さ D は以下の式から求めた。

$$D = \frac{z}{\ln[A(0)/(T(z) - T_{ave})]} \quad (7)$$

土壌の体積熱容量 $\rho_s c_s$ は、各土壌構成要素の熱容量の合計である。土壌は通常、鉱物・水・空気構成されるため、熱容量は次式によって計

算できる。

$$\rho_s c_s = \phi_m \rho_m c_m + \phi_w \rho_w c_w + \phi_g \rho_g c_g \quad (8)$$

ϕ_m, ϕ_w, ϕ_g はそれぞれ、鉱物の体積率(石英)、体積含水率(液相率)、空気の体積率(気相率)を示しており、 ρ は密度、 c は比熱を示している。添え字 m, w, g はそれぞれ、鉱物、水、空気を表している。以下の式から熱伝導率を推定した。

$$k = \kappa(\rho_s c_s) \quad (9)$$

3.1 経験式

土壌の熱伝導率が各構成要素の熱伝導率の重み付き合計値で計算できるとして次式で表される(De Vries, 1963)。

$$k_{soil} = \frac{\phi_w \xi_w k_w + \phi_g \xi_g k_g + \phi_m \xi_m k_m}{\phi_w \xi_w + \phi_g \xi_g + \phi_m \xi_m} \quad (10)$$

ϕ, ξ, k はそれぞれ各構成要素の体積率、重み係数、熱伝導率であり、添字 w, g, m は水、気体、鉱物を示している。今まで、重み係数は1として熱伝導率は算出され評価されてきた。しかし、重み係数を1にして推定された熱伝導率は制動深さから推定できた熱伝導率とは大きなズレが生じる。(村上, 2008)

3.2 重み係数

以下のように重み係数が計算できる。

$$\xi_g = \frac{2}{3[1 + g_a(k_g/k_f - 1)] + 3[1 + g_c(k_g/k_f - 1)]}$$

$$\xi_w = \frac{2}{3[1 + g_a(k_w/k_f - 1)] + 3[1 + g_c(k_w/k_f - 1)]}$$

$$\xi_m = \frac{2}{3[1 + g_a(k_m/k_f - 1)] + 3[1 + g_c(k_m/k_f - 1)]}$$

ξ_g, ξ_w, ξ_m は、それぞれ空気、水、固体の重み係数を示している。 g_a は鉍質土壌の場合、約 0.1 であり、有機質土壌の場合は 0.33 である。 g_c は $1 - 2g_a$ で計算できる。KBU の土壌は炭素含有率が少なく、土層も有機物が集積する土層、O 層ではなくその下の A 層から土層が形成されているため(浅野, 2004)、鉍質土壌の値を用いた。 k_f は、流体の熱伝導率であり、次式で定義されている。(Campbell et al., 1994)。

$$k_f = k_g + f_w(k_w - k_g) \quad (11)$$

k_g は水蒸気相のみかけの熱伝導率であり、次式で完全に表現できる。

$$k_g = k_a + \frac{\lambda \Delta h_r f_w \hat{\rho} D_v}{p_a - e_a} \quad (12)$$

$\hat{\rho}$ は空気のコル密度、 λ は水の蒸発潜熱、 D_v は土壌の水蒸気拡散係数、 k_a は空気のコル伝導率、 h_r は土壌中の相対湿度(乾燥土壌では、土壌中で蒸発がこり、水蒸気が長い間土壌中に滞在するため相対湿度を 1 とした)、 p_a は大気圧であり、 e_a は土壌中の相対湿度を 1 としたため飽和水蒸気圧と同じ値を用いた。 f_w は無次元の流係数であり、以下の式で提案されている。(Campbell et al., 1994)。

$$f_w = \frac{1}{1 + \left(\frac{\theta}{\theta_0}\right)^{-q}} \quad (13)$$

定数 θ_0 は土壌中の潜熱輸送の流が分断される含水率、定数 q はその分断がどの程度早く生じるかを規定する。両定数とも土性と相関し、土性が細くなるほど増加する傾向がある。 θ_0

は粗砂の約 0.05 から重粘土の 0.25 までの範囲にある。 q はおよそ 2 から 6 の範囲にあり、粗い土壌ほど一般に低い値をとる。しかし、未だにこの 2 つには明確な定義はない。

そのため、制動深さから求めた熱伝導率と比較する際、定数 θ_0 、定数 q はそれぞれの深さで異なる値から求めた熱伝導率を使用してきた。

4. 結果

重み係数の変化による熱伝導率を検証するため、 ξ_g, ξ_w, ξ_m をそれぞれ 1 にした熱伝導率と(村上, 2008)より推定された重み係数を使用し、同一のパラメータでの熱伝導率を比較した図を以下に示す。

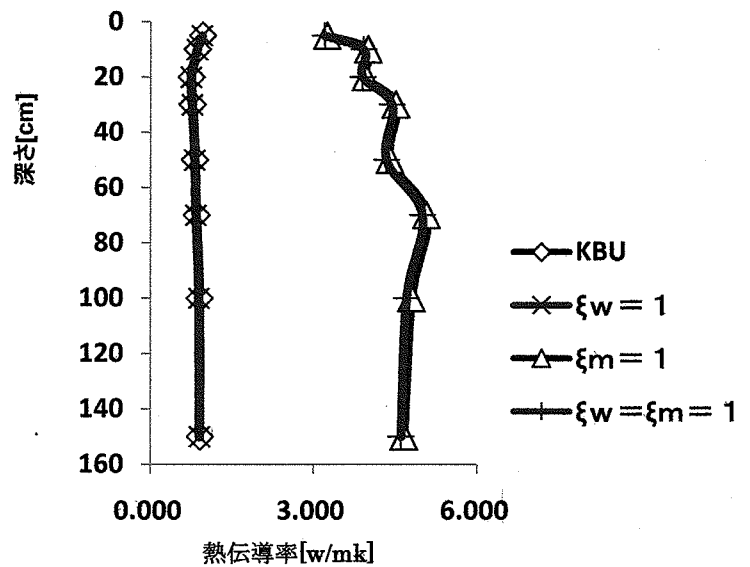


図 2 同一パラメータから求めた熱伝導率
図より、 $\xi_w = 1$ の時、KBU 土壌での熱伝導率に近似する。これは今回対象としたモンゴルでの土壌は非常に乾燥していることからであると推測される。

次に、完全乾燥状態での熱伝導率と飽和状態での熱伝導率を計算する。式 13 より、乾燥状態では平均体積含水率 θ が 0 になり流係数 f_w が 0

になる。すると kg は ka に等しく、 kf も等しくなる。飽和状態では、 kf は kw に等しくなると考えられる。

制動深さから求めた各熱伝導率と完全乾燥状態、飽和状態での熱伝導率を計算した図を以下に示す。

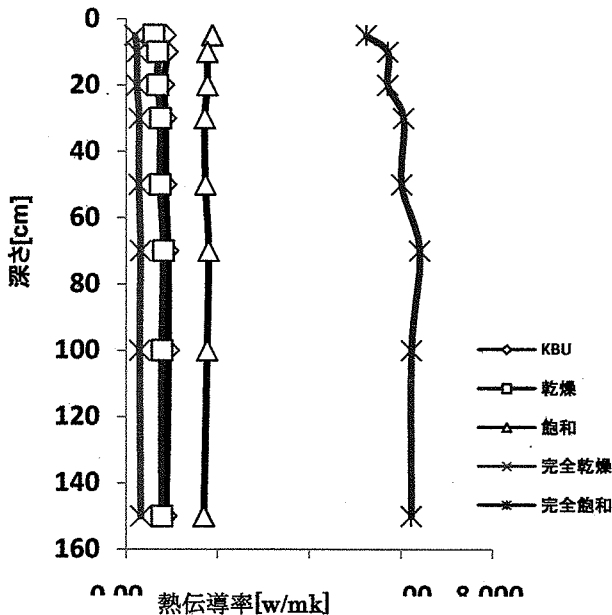


図3 制動深さと完全状態での熱伝導率

制動深さから求めた熱伝導率は完全乾燥状態と完全飽和状態での熱伝導率の間の数値である。このことから、KBUでの熱伝導率は無次元の流れ係数 fw が0から1の範囲であることが分かる。流れ係数から求めた熱伝導率の図と近似した熱伝導率の流れ係数を以下に示す。

表1 近似した流れ係数

深さ [cm]	流れ係数
5	0.403
10	0.284
20	0.265
30	0.208
50	0.216
70	0.156
100	0.185
150	0.180

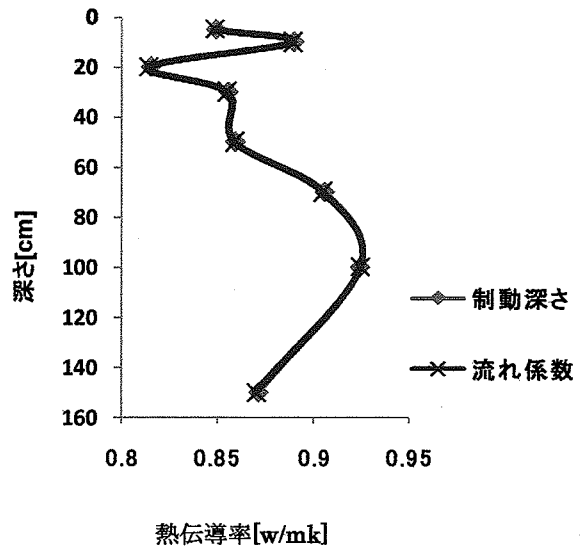


図4 近似した流れ係数の熱伝導率

式13を \log でとり定数 q について解くと以下の式が求まる

$$q = -\frac{\log\left(\frac{1}{fw} - 1\right)}{\log\theta - \log\theta_0} \quad (14)$$

それぞれの深さで近似された流れ係数を用いて定数 θ_0 と定数 q について計算した図を下に示す。

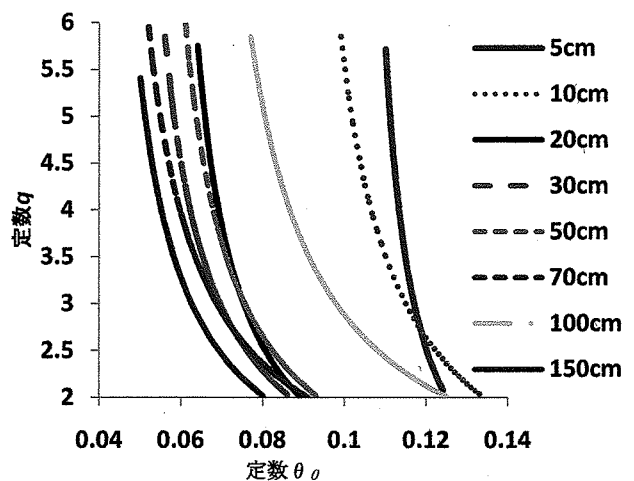


図5 近似した流れ係数の定数 θ_0 、 q

制動深さから求めた熱伝導率に近似した流れ係数の定数 θ_0 と定数 q は図5のように一致しない。これは各深さでの固相率によるものと考えられる。

表2 固相率

深さ [cm]	固相率	空隙率 (θ_{SAT})
5	0.483	0.517
10	0.551	0.449
20	0.551	0.449
30	0.651	0.399
50	0.595	0.405
70	0.652	0.348
100	0.627	0.373
150	0.627	0.373

各深さでの定数 θ_0 は深くなるにつれ値が小さくなるので、定数 θ_{SAT} で除した値で X 軸をとったグラフと以下に示す。

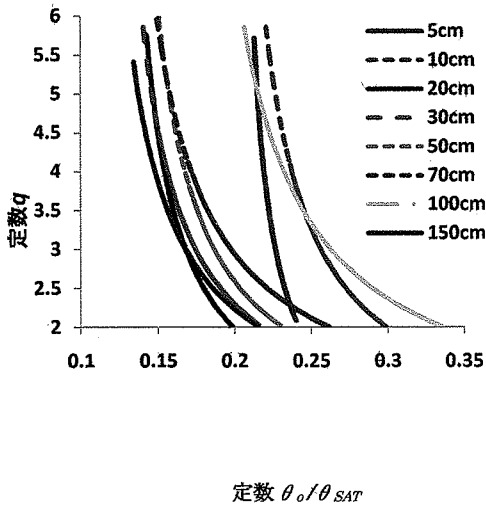
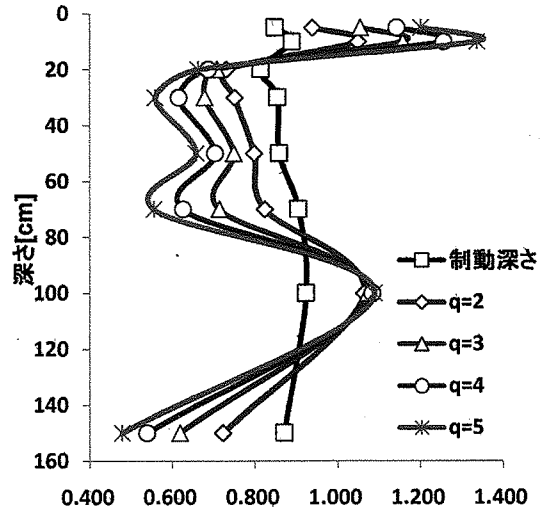


図6 近似した流れ係数の θ_0/θ_{SAT} と q

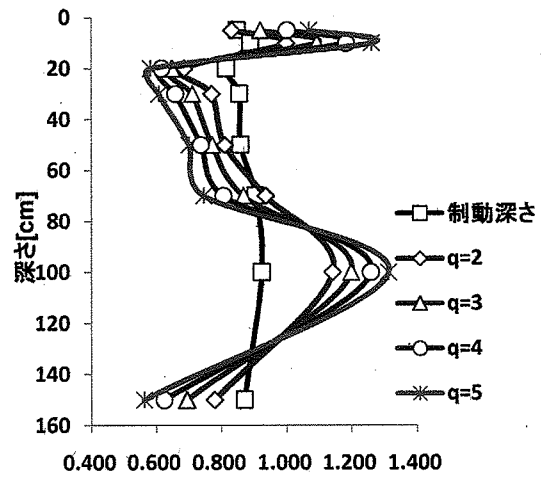
それぞれの定数 q の定数 θ_0 (θ_0/θ_{SAT}) の平均を用いて熱伝導率を近似できた図を図7, 図8に示す。求めた各熱伝導率は $q=2$ の時が近似された。

$q=2$ の時の熱伝導率と制動深さから求めた熱伝導率の誤差を2乗平均平行根 (RMSE) で比較した値を以下の表3に示す。



熱伝導率 [w/mk]

図7 定数 q と定数 θ_0 から求めた熱伝導率



熱伝導率 [w/mk]

図8 定数 q と定数 θ_0/θ_{SAT} から求めた熱伝導率

表3 各熱伝導率の誤差

各熱伝導率	2乗平均平行根
$q=2, (\theta_0)_{AVE}$	0.114
$q=3, (\theta_0)_{AVE}$	0.191
$q=2, (\theta_0/\theta_{SAT})_{AVE}$	0.109
$q=3, (\theta_0/\theta_{SAT})_{AVE}$	0.162
村上 2008	0.062

5. 結論

制動深さから求めた熱伝導率に近似する定数 θ_0 と定数 q の推定には各深さでの空隙率が関係することがわかった。しかし、RMSEでは10%以上の誤差が出たことから、更なる熱土壌特定の推定が必要である。

今後は土壌組成の見地から定数 θ_0 , q について検討していく必要がある。

参考文献

- [1] 浅野真希. モンゴル国ヘルレン川流域のステップに分布する土壌の諸性質に関する研究. 筑波大学, 2004, 修士論文
- [2] Maki ASANO. Dynamic of Pedogenic Carbonate Carbon under Vegetation Sequence in Mongolia. 筑波大学, 2007, 博士論文
- [3] 星野亜希. モンゴル国における自然草原と耕作放棄地土壌の一般理化学性の比較. 筑波大学, 2004, 学士論文
- [4] 村上圭亮. モンゴル国ヘルレン川流域における熱土壌特性の推定に関する研究. 長岡技術科学大学大学, 2008, 学士論文